

Aspectos estratigráficos y petrográficos del volcanismo jurásico de la costa sur peruana (departamentos de Moquegua y Tacna)

Stratigraphical and petrographical aspects of jurassic volcanism of the peruvian south coast (departments of Moquegua and Tacna)

Alejandro V. *, Sempere T.**, y Jacay J.***

RESUMEN

Aspectos petrográficos de los depósitos volcánicos jurásicos de la costa sur peruana son analizados en el presente trabajo los cuales corresponden a andesitas y basaltos correspondientes a la Formación Chocolate y facies estratificadas de chert de la Formación Guaneros, los volcanicos pertenecen a un sistema de arco volcánico mientras que depósitos de la Formación Guaneros son señal de un adelgazamiento cortical para este periodo en la margen sur peruana.

Palabras claves: Magmatismo, Volcanismo, Petrografía, Tectónica.

ABSTRACT

Petrographical aspects of jurassic volcanic deposits of the Peruvian south coast are analyzed in the present work, which correspond to andesites and basalts corresponding to the Chocolate Formation and Chert stratified facies of the Guaneros Formation, the volcanic ones belong to a system of volcanic arc whereas deposits of the Guaneros Formation are signal of a cortical thinning for this period in the Peruvian South margin.

Keywords: Magmatism, Volcanism, Petrography, Tectonics.

* Convenio IRD-UNMSM, EAP Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Av. Venezuela cdr. 34 s/n (veronicapah@yahoo.com)

** IRD, LMTG, Observatoire Midi-Pyrénées, 31400 Toulouse, Francia (sempere@lmtg.obs-mip.fr)

*** Convenio IRD-UNMSM, EAP Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Av. Venezuela cdr. 34 s/n, Apartado 3973, Lima 100, Perú (jjacayh@unmsm.edu.pe)

INTRODUCCIÓN

Las unidades jurásicas con niveles volcánicos de la costa sur peruana están representados ya sea por la Formación Chocolate o por la Formación Guaneros, que afloran a lo largo de la costa de los departamentos de Moquegua y Tacna (Fig. 1).

Fue Jenks (1948) el que a una secuencia de rocas volcánica-sedimentaria, en la región de Arequipa, dio el nombre de Formación Chocolate que incluye al tope niveles de calizas con ammonites sinemurianos, y subyace con una discontinuidad a carbonatos de edad Liásico superior (Vicente, 1981). En la costas de Moquegua y Tacna se le asigna el mismo nombre a una secuencia compuesta por derrames andesíticos, dacíticos, aglomerados y brechas que afloran a lo largo de la costa yaciendo en discordancia sobre los gneiss precambrianos (Bellido y Guevara 1963) donde fueron datadas paleontológica e isotópicamente (Roperch y Carlier, 1992; Romeuf *et al.*, 1993, 1995).

Formación Guaneros, nombre dado por Bellido y Guevara (1963), a una secuencia litológica de sedimentos clásticos, de areniscas y lutitas intercaladas con lavas volcánicas y brechas, que afloran en la quebrada Guaneros donde también es descrito por Martínez *et al.*, (2004); en el área de la Yarada fue descrito por Jaen y Ortiz (1963).

TRABAJOS ANTERIORES

Son pocos los trabajos sobre petrografía del magmatismo en la costa sur del Perú, en los dos últimos años se ha visto un incremento de estos trabajos, los cuales involucran análisis geoquímicos, geocronológicos, y por supuesto, descripciones petrográficas muy breves, entre estos trabajos tenemos: Stewart (1974) sobre las series volcánicas del Grupo Mitu, las cuales son basaltos alcalinos, volcánicos shoshoníticos (250 y 270 M.a, K/Ar) y volcánicos peralcalinos (184.2 y 173.5 + 3.1 M.a, K/Ar); Mc Bride (1977) y Sanchez (1983a,b) Realizan dataciones radiométricas en el área de Ilo, relacionadas a la actividad magmática durante el Jurásico superior; Wörner (2000a) y Flores *et al.*, (2002) determinan una correlación estratigráfica entre las ignimbritas Lauca de Chile y Pérez de Bolivia datadas en 2,7-2,8 M.a. Martínez & Zuloaga (2002) realizan un control de las secuencias volcánicas del Grupo Toquepala en diversos sectores, determinando con datos geoquímicos ambientes de arco magmáticos con engrosamiento cortical en el magmatismo inicial de Grupo Toquepala, así como una buena tendencia en los diagramas Harker que indicaría la evolución fraccionada del magma; Sanchez & Martínez (2002) presentan nuevas dataciones para la Super Unidad Punta Coles de

170 M.a y realizaron interpretaciones geoquímicas reforzando la idea de un incremento en la contaminación cortical entre el Jurásico y el Paleógeno/Neógeno a medida que evolucionaron los magmas en la corteza por fusión parcial, cristalización fraccionada y asimilación; Sempere, *et al.* (2002) describen un adelgazamiento litosférico en la región de Tacna, debido a la abundante presencia de un magmatismo básico, así como rocas extrusivas emplazadas en un ambiente submarino debido a la presencia de coladas basálticas interestratificadas con materias sedimentario fino a lo cual se sobreponen cherts de ambientes profundos.

OBJETIVOS DE ESTUDIO

- Analizar las diversas unidades litológicas, en su mayoría volcánicas y volcánico-sedimentarias con edades atribuidas al Jurásico.
- Redefinir unidades litoestratigráficas desde un punto de vista petrográfico y mineralógico detallado, para asociar los eventos volcánicos ocurridos en un tiempo determinado.
- Determinar los distintos tipos de alteraciones hidrotermales y supérgenas que afectan a cada una de estas unidades estratigráficas reconociendo los distintos minerales de alteración que pudieran originarse en cada una de estas alteraciones a partir de los minerales primarios que formaron cada una de éstas rocas.
- Determinar procesos de desarrollo mineralógico a partir de centros volcánicos determinando las variaciones mineralógicas desde un punto de vista porcentual.
- Interpretar y determinar características petrográficas para zonas de márgenes convergentes (zona de subducción) que indiquen el tipo de emplazamiento y las características del evento magmático que tomó lugar en el sur de Perú.

ESTRATIGRAFÍA

En la zona de estudio se observan unidades estratigráficas con un rango de edad Precámbrico hasta Cenozoico.

BASAMENTO PRECÁMBRICO

El basamento precámbrico de la costa sur de Perú, fue denominado como complejo basal de la costa (Bellido y Narváez., 1960) para describir una secuencia de rocas metamórficas e intrusivas, tales como gneiss y esquistos asociados con intrusivos de granitos rojos y dioritas gneissicas que afloran en el área de Atico, donde conforman parte de la llamada «cadena costanera» que se prolonga hacia el sur,

bordeando el litoral pacífico, por lo cual, en el cuadrángulo de Punta Bombón y Clemesí (Bellido & Guevara 1963) se describe una secuencia de gneiss y granitos pegmatíticos, los cuales son correlacionados con la edad del complejo basal de la costa, descrito por los anteriores autores.

En la región de Moquegua, secuencias basamento metamórfico afloran en las orillas del mar en las playas al norte de Ilo con secuencias de gneiss de color gris oscuro a gris verdoso con bandeamientos bien marcados, donde alternan los colores claros y oscuros. Las bandas están constituidas de cuarzo y feldespatos, mientras que las bandas oscuras se componen de hornblenda y biotita, observándose en la foliación vetillas de cuarzo, así como ortosa rosada; a la altura de la planta de la fundición de Ilo afloran capas de rocas altamente silicificada, que se correlacionan con la zona de Atico (Narváez 1964).

En la región de Tacna, las rocas más antiguas la constituyen unos gneiss que se ubican debajo de la Formación Machani, los que son atribuidos al basamento Precámbrico (Wilson & García 1962). Afloramiento que está ubicado en ambos flancos de la Quebrada Huacano Grande, a la altura del Cerro Machani, con una orientación NNW-SSE atravesando los cerros Ancolcani y Chinchillane, el cual sobreyace a la Formación Machani (Wilson y García 1962) y describen una secuencia de ortogneiss graníticos de grano medio a grueso y colores claros con laminaciones de 1-5mm con hornblendas, micas y feldespatos con cuarzo.

Correlación Cronoestratigráfica: En el área de la costa, el basamento precámbrico se encuentra bastante deformado llegando a observarse fases de migmatitas. La muestra tomada del basamento precámbrico de la costa de Ilo revela un fuerte proceso de metamorfismo dado que la textura tipo granoblástica con minerales deformados y orientados. La mineralogía inicial de esta roca se ve afectada por posteriores eventos de metamorfismo que han llegado a alterar rocas de composición graníticas a rocas con facies metamórficas de alto grado representados en la formación de minerales típicos de metamorfismo regional como las cloritas y sericitas. En el área de Tacna y Tarata se presume que las rocas metamórficas que allí afloran pertenecen a una edad precambriana; aunque estos gneiss no han sido materia de un estudio detallado, dada su ubicación geográfica, se pueden comparar con tres áreas que si cuentan con estudios:

- Las rocas precámbricas del bloque Mollendo-Camaná, registran un intenso metamorfismo a ~ 1000Ma de un protolito de una edad de ~ 1900Ma (Wasteneys *et al.*, 1995; Martignole y Martelat, 2003). Sus afloramientos más orientales (Cocachaca) se encuentran ~ 190 km al ONO
- de Huacano y presentan facies metamórficas de muy alta temperatura (Martignole & Martelat 2003), distintas de las presentes en Huacano.
- Considerando las semejanzas de deformación y edad de los procesos metamórficos estas unidades del «Complejo Basal de la Costa» se correlacionan con las rocas precámbricas del Cerro Uyarani (Bolivia; 18°30' S, 68°40' W) donde estudios geocronológico evidencian que un metamorfismo a ~ 1000-1150 Ma de un protolito mayor a ~ 2000 Ma (Wörner 2000), asemejándose a las rocas del bloque Camaná - Mollendo. Tenemos también las rocas metamórficas de Belén (norte de Chile; 18° 30' S, 69° 30' W) donde los zircones de su protolito sugieren edades de 1700-1900 Ma pero podría tratarse de zircones detríticos (Wörner 2000). Estas rocas han registrado dos eventos metamórficos, respectivamente durante los períodos ocurridos hace 540-460 Ma (Cámbrico-Ordovícico) y 390-360 (Devónico medio y Superior respectivamente), y por lo tanto se pueden considerar como de edad paleozoica (Wörner 2000).

PALEOZOICO

FORMACIÓN MACHANI (Cabornífero Basal-Devoniano?)

Esta unidad litoestratigráfica fue descrita por primera vez por Wilson y García (1962) para una secuencia de areniscas, conglomerados y lutitas negras con su principal afloramiento en los dos lados de la Quebrada Chero, formando parte de los Cerros Machani, Chinchillán y Huacano, la cual superyace a los afloramientos precámbricos.

En la zona de estudio, el afloramiento muestreado se extiende sobre los cerros Machani y Lluta, observándose el contacto con el basamento metamórfico representado por una discordancia angular. Este afloramiento se extiende en dirección SSE sobre los cerros Ancolcalani y Chinchillane (exactamente sobre los afloramientos precámbricos mencionados anteriormente). Los estratos presentan un rumbo promedio que varía entre N 150° y N 190° con buzamientos promedio de 45° hacia el suroeste, esta unidad representa una secuencia granodereciente conformada por niveles conglomerádicos intercalados con areniscas finas oscuras a la base; envueltos en una matriz arenosa. Luego siguen conglomerados finos, areniscas gris oscuras y lutitas negras en el medio, por último se observan niveles de lutitas negras. (Pino *et al.*, 2003)

Correlación Cronoestratigráfica: Wilson y García (1962) atribuyen a la Formación Machani una edad Triásica, sin descartar la posibilidad que el tope de esta formación alcance hasta la base del Jurásico.

Al este del afloramiento clástico, se reconoció una unidad sedimentaria carbonífera la cual fue determinada como parte del Grupo Ambo (Pino *et al.*, 2002), por lo que todos los fósiles encontrados en esta zona (*Nothorhacopteris cf. Kellaybelenensis* y *Tomio-dendron sp.*) corresponden a este grupo y no a la Formación Machani, por lo tanto la edad de esta unidad litoestratigráfica es desconocida, pero si se puede inferir que pertenece a un rango cronológico cercano al Carbonífero basal o Devoniano. Este rango cronológico va de 400-300 M.a, y si se toma en consideración la datación de la parte final de un evento metamórfico en Belén (Chile) con edades entre los 390-360 Ma., a solo 120 km al SSE del cerro Machani (Wörner 2000) es posible que el comienzo de esta sedimentación esté relacionada a este evento.

GRUPO YAMAYO (¿Triásico superior-Jurásico superior?)

Con este nombre Bellido (1962) describe en Cuadrángulo de Punta Bombón, en el valle del Río Tambo, a una secuencia de cuarcitas grises e intercalaciones volcánicas con capas de chert que sobreyacen al complejo basal. Narváez (1964) la describe como la unidad más baja del Mesozoico constituida por areniscas, limonitas, lutitas y derrames volcánicos.

En el área de Ilo, a orillas de la fundición, se observa una unidad similar de areniscas con alto grado de metamorfismo que yace sobre el complejo basal; este afloramiento en esta zona tiene aproximadamente 50 m de potencia.

Correlación cronoestratigráfica: Estas areniscas carecen de fósiles, los que podrían sugerir una determinada edad. Narváez S. (1964) describe que esta secuencia presenta huellas de plantas del género *Pterophyllum* que abarcan un rango de edad Triásico superior-Jurásico superior.

Se sugiere una redefinición para la edad de este grupo ya que en el área de Mal Paso-Tacna se ha determinado una secuencia de areniscas finas que yacen sobre el basamento precámbrico que ha sido determinada como Formación Machani (Pino *et al.* 2004), la cual podría tener alguna relación con la secuencia sedimentaria descrita para la costa de Ilo, ya que ambas secuencias sobreyacen al mismo complejo basal.

GRUPO AMBO (Missisipiano superior)

El Paleozoico superior comprende el Carbonífero y Pérmico, se inicia con una serie continental del Missisipiano que incluye niveles marinos (Grupo Ambo) el cual se encuentra mejor expuesto a lo largo de la región andina oriental. La discordancia exis-

tente entre el Paleozoico superior (Missisipiano: Grupo Ambo) y el Paleozoico inferior (Devoniano: Grupo Cabanillas-Puno), ha sido observada en Juliaca por Laubacher (1978), esta secuencia es seguida de una serie marina del Pensilvaniano al Pérmico inferior (Grupos Tarma y Copacabana), y luego por una serie molásica continental (Grupo Mitu). Esta unidad litoestratigráfica, en el área de estudio refleja el hecho que fue depositado en grabenes dentro de un sistema de rifts (Semper *et al.*, 2002) y a lo largo del margen noreste de la Faja del Putina, comprendiendo facies rojas de abanicos aluviales, rios proximales a distales, llanura aluvial y lagos en los cuales se intercalan niveles de calizas, cuerpos evaporíticos y coladas volcánicas.

En el área de Tacna esta unidad litoestratigráfica infrayace a las coladas basálticas de la Formación Junerata y consiste de una variedad de facies sedimentarias, compuesta de calizas fosilíferas y calcarenitas, en la parte inferior presenta finas laminaciones luego niveles de lutitas con plantas y troncos fósiles. Hacia el contacto con la Formación Junerata, se observa la predominancia de areniscas blanquecinas de grano grueso hasta conglomerádicas, que se intercalan con unos niveles calcáreos. (Pino *et al.* 2003).

Correlación cronoestratigráfica: Las plantas y fósiles recolectados en los niveles lutáceos fueron identificados como *Norhacopteris cf. Kellaybelenensis* y *Tomiodendron sp.* (Pino *et al.*, 2002), formas que indican el Missisipiano superior (Viseano superior-Serpukhoviano inferior; ~340-325 Ma). Ambos taxones reconocidos en las zonas de Ocoña-Puerto Viejo y Paracas (Grupo Ambo, costa del Perú; Alleman y Pfefferrkon, 1988) así como en la península de Copacabana, donde se encuentran los niveles lutáceos verdosos de la Formación Siripaca (miembro superior del Grupo Ambo) lo cual nos permite correlacionar sin ninguna duda.

MESOZOICO

FORMACIÓN CHOCOLATE (Hettangiano-Toarciario)

El nombre de esta unidad litoestratigráfica fue dado por (Jenks, 1948) a una secuencia de rocas volcánica-sedimentaria, compuesta por derrames de andesita, basalto, traquitas, tufos y aglomerados con algunas intercalaciones de lutitas, cuarcitas, calizas y calcáreos en el área de Arequipa al norte del valle Tambo. Su espesor es mayor que 900 m (casi nunca aflora en totalidad) y puede alcanzar 1500 m incluyendo cerca de su tope niveles de calizas dentro de las cuales fueron hallados ammonites sinemurianos, y subyace con una discontinuidad a carbonatos de edad Liásico superior (Vicente, 1981).

En el litoral del departamento de Moquegua se le asigna el mismo nombre a una secuencia compuesta por derrames andesíticos, dacíticos, aglomerados y brechas que aflora a lo largo de la costa yaciendo en discordancia con rocas más antiguas, las cuales por su posición estratigráfica y litología son correlacionadas con la Formación Chocolate de Arequipa (Bellido & Guevara 1963) donde fueron datadas paleontológica e isotópicamente (Roperch & Carlier, 1992; Romeuf et al., 1993, 1995). En el área de Moquegua, el volcánico Chocolate se encuentra compuesto mayormente por derrames de andesitas, dacitas y basaltos de texturas porfírica con matriz afanítica, en algunos casos brechoide (Sánchez 1983).

En el área de Pocoma, la Formación Chocolate yace en discordancia angular sobre los gneiss precambrianos (Bellido & Guevara 1963). En las orillas del mar se observa un conglomerado volcánico grueso, compacto bien estratificado con orientación E-W, N 60° de color gris verdoso con manchas violetas y pardas rojizas. Este conglomerado se halla cortado por diques de basalto y aplitas, donde en los intersticios se aprecian vetillas de hematita; sobre estos conglomerados yacen volcánicos brechiformes y porfidíticos de color gris verdoso a marrón.

En el C° Montón de Trigo (Ilo), la roca en general, presenta una coloración verdosa por haber sufrido aparentemente un metamorfismo por soterramiento, las secuencias se encuentran cortadas por diques microdioríticos (0255399,8064652). Se observan filones de hematita intercrecida con magnetitas (0255163,8064492) y esta mineralización está asociada a fallamientos normales con orientación de 165°, 76 SW y estrías de falla que presentan orientaciones de 5° NW con movimientos dextrales.

Correlación cronoestratigráfica: Por su naturaleza volcánica en el área de estudio la Formación Chocolate «de la costa» carece de fósiles pero subyace a la Formación volcano-sedimentaria Guaneros, con un espesor de más de 3000 m (Romeuf et al., 1993 y 1995). Esta unidad litoestratigráfica es intruida por plutones que han proporcionado edades hettangianas a toarcianas (Clark et al., 1990; Romeuf et al., 1993) y posiblemente incluye depósitos triásicos.

SUPER UNIDAD PUNTA COLES (Jurásico Medio)

Esta unidad forma parte del batolito Jurásico donde abundan el emplazamiento de gabros, gabrodioritas (Sánchez, A., 1983a) y monzotonalitas de la super unidad Punta Coles, que proporcionaron edades 170 Ma (K-Ar), (Sánchez. y Martínez, 2002). Así como 188,4 y 184 Ma (U-Pb sobre zircones; Mukasa, 1986) de donde se deduce que este evento

ocurría cuando la acumulación de las rocas de la Formación Chocolate reflejaban una intensa subsidencia tectónica; en este marco, las relaciones isotópicas del plomo (Mukasa, 1986) están en favor de una fusión coetánea de la corteza precámbrica, cuando el área de emplazamiento de estos plutones estaba sufriendo un adelgazamiento litosférico más intenso.

FORMACIÓN JUNERATA (Pensilvaniano-jurásico basal)

El nombre de esta unidad litoestratigráfica fue dado por Wilson & García (1962) durante la realización del Cuadrángulo de Pachía y Palca para una secuencia de derrames volcánicos que tienen su mejor afloramiento al este de Palca, en el Cerro Junerata. Salinas (1985), Monge. & Cervantes (2000) la denominaron Formación Chocolate correlacionándola con la unidad definida en Arequipa (Jenks 1948), lo cual sugiere una mayor precisión.

En el Cerro Huanuane donde aflora la parte superior de esta unidad se observa su contacto con las facies calcáreas de la Formación Pelado donde está compuesta por una serie de coladas basálticas que en algunos niveles se intercalan con delgados bancos de lodolitas silíceo-calcáreas (Pino et al; 2002). Una colada expuesta en la carretera a Palca muestra una estructura almohadillada y es cubierta por un nivel sedimentario de 0.4 m de espesor, compuesto por lodolitas silíceo-calcáreas de color gris oscuro-negro, sin macrofósiles. Esta formación corresponde a un potente apilamiento de coladas basálticas, como lo indica la presencia de basaltos almohadillados (Pino et al.; 2003).

Correlación cronoestratigráfica: Wilson y García (1962) le asignaron una edad Hettangiano y posiblemente una parte del Triásico superior, basados en una correlación estratigráfica. Pino et al. (2003) propone que la Formación Junerata sólo se puede correlacionar estratigráficamente porque su parte sedimentaria carece de fósiles y las lavas se encuentran bastante alteradas para realizar dataciones; entonces, esta unidad litoestratigráfica sobreyace al Grupo Ambo, el cual tiene fósiles del Carbonífero inferior (Missisipiano) (Pino 2002) e infrayace a la Formación Pelado que tiene fósiles del Sinemuriano inferior (Salinas 1985), por lo cual se supone que la Formación Junerata pudo desarrollarse entre el Carbonífero superior (Pensilvaniano) y el Jurásico basal, comprendiendo un periodo entre 300-200 Ma.

FORMACIÓN PELADO (Sinemuriano-toarciano)

Esta formación fue descrita por Wilson y García (1962) para describir en los cuadrángulos de Pachía y Palca a una secuencia calcárea cuyo afloramiento

típico es el Cerro Pelado situado al sur de la carretera Tacna-Bolivia, en el área de Bellavista.

Esta unidad litoestratigráfica aflora también en los cerros Sino y Palquilla cuyo contacto inferior con la Formación Junerata es una superficie concordante, y el contacto con la sobreyacente Formación San Francisco es transicional (?) mostrando de vez en cuando secuencias replegadas que dificultan la determinación del contacto. En general se observa una secuencia que consiste de calizas, calizas bioclásticas y margas, muy fosilíferas (ammonites, braquiopodos, pelecípodos), que conforman la secuencias de la Formación Pelado. (Pino *et al.*; 2003).

Correlación cronoestratigráfica: Wilson y García (1962) le asignaron una edad Sinemuriano hasta Toarciano inferior según evidencia fósil. Salinas (1985) le asigna una edad Sinemuriano inferior y la base del Toarciano superior, es decir entre ~202 y ~184 M.a en base a evidencia fósil encontrada en las tres secuencias en que dividieron esta formación para su estudio.

FORMACIÓN SAN FRANCISCO (Toarciano superior - Batoniano)

Esta unidad litoestratigráfica fue descrita por Wilson & García (1962) para una secuencia de centenares de metros compuesta por areniscas, lutitas y calizas, estudiadas en las pampas San Francisco. Esta unidad tiene buenas exposiciones en los cerros Huanume y Huanuane, esta formación suprayace concordantemente a la Formación Pelado; en esta sección la secuencias fina es intruida «concordantemente» con el plutón tabular de Lluta. Esta unidad está compuesta por una potente serie granodecreciente, compuesta por sedimentos muy finos (calcilutitas y chert) con algunas intercalaciones de areniscas finas. (Pino *et al.*, 2003).

Correlación cronoestratigráfica: Wilson y García (1962) le asignaron un edad equivalente a Bajociano medio, basada en evidencia fósil. Un estudio datallado de los amonites (Salinas, 1985) permitió atribuir a la Formación San Francisco una edad Toarciano superior-Batoniano superior, el cual corresponde a un rango ~184-165 Ma. Esta formación se correlaciona con la edad Bajociano-Batoniano de la Formación Guaneros del litoral sur-peruano (Romeuf *et al.*, (1993, 1995).

FORMACIÓN ATASPACA (Caloviano-oxfordiano)

Wilson. y García (1962) definieron a esta unidad litoestratigráfica como parte del Grupo Yura, donde esta formación comprendía la parte inferior de este grupo que consiste de una secuencia compuesta por areniscas, calizas y lutitas interestratificadas en

capas delgadas (la parte superior del Grupo Yura es denominada como Formación Chachacumane). La parte inferior de la Formación Ataspaca es una secuencia de lutitas oscuras intercaladas con areniscas macizas grises (nivel fosilífero), el miembro medio lo conforman lutitas con intercalaciones de areniscas macizas laminada y el miembro superior lo conforman bancos de areniscas y niveles de lutitas. Esta secuencia se observa en la Quebrada Cuviri (1056 m) (Pino *et al.*, 2003).

Correlación cronoestratigráfica: Wilson y García. (1962) le atribuyeron una edad Caloviano, Salinas (1985) le atribuyó una edad Caloviano-Kimmeridgiano basado en evidencia fósil (ammonites), las determinaciones disponibles (von Hillebrant, en Salinas, 1985) sólo indican que la Formación Ataspaca se depositó durante el intervalo Caloviano inferior-Oxfordiano. (165-154 Ma); la Formación Ataspaca se correlaciona en parte con los miembros medio y superior, de edad Caloviano, de la Formación Guaneros del Litoral (Bellido y Guevara. 1963, Vicente, 1981).

FORMACIÓN GUANEROS (Jurásico Medio-Superior)

El nombre de esta unidad litoestratigráfica fue dado por Bellido E. y Guevara C. (1963), durante el estudio del Cuadrángulo de Punta Bombón y Clesesí, donde se describe una secuencia litológica de sedimentos clásticos marinos, formados por areniscas y lutitas intercaladas con gruesos miembros volcánicos consistentes derrames y brechas que afloran típicamente en los flancos y fondo de la Quebrada Guaneros. Su localidad típica se encuentra a 15 km aguas arriba de su desembocadura, en el río Moquegua.

Jaen y Ortiz (1963) describieron dos secuencias para la esta unidad litoestratigráfica en el área de La Yarada y Tacna donde reportan secuencias de areniscas con algunas capas de calizas intercaladas con lutitas en la base y niveles superiores de derrames volcánicos de andesíticos brechoides en niveles macizos., la cual yace en discordancia sobre le volcánico Chocolate y subyace también en discordancia al Volcánico Toquepala la edad que le asignaron fue Jurásico medio y superior.

Martínez *et al.*, (2004) describen en la sección de la Quebrada Guaneros una secuencia inferior compuesta de compuesta de areniscas con intercalaciones de lavas grises con delgadas capas de calizas fosilíferas y una secuencia superior que se inicia con lavas porfíricas grises a rojas, cubiertas en discordancia angular por conglomerados rojos e ignimbritas asumidas al Grupo Toquepala.

Correlación cronoestratigráfica: Bellido y Guevara (1963) le asignaron una edad Calloviana (Jurásico medio) basados en evidencia fósil al igual que Jaen

y Ortiz (1963). Romeuf *et al.*, (1993, 1995) registraron evidencia de ammonites del Bajociano superior-Batoniano recolectados a la base de esta unidad litoestratigráfica. En la sección de Alto El Madero (para esta unidad litoestratigráfica) se han hallado fósiles de edad Caloviano superior-Titoniano por ello se le asignaría una edad Jurásico medio-superior.

FILONES BÁSICOS

Las unidades jurásicas son cortadas por filones básicos, los que representan un magmatismo efusivo de tipo andesítico, filones «diques» de diferente grosor cortan a secuencias del Chocolate y Guaneros, disponiéndose tres dataciones que se pueden correlacionar con unos diques que intruyen a estratos de la Formación Junerata y sobre todo a la Formación San Francisco aguas abajo de Palca.

Correlación cronoestratigráfica. En el área de Ilo un dique fue datado por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total en $162,5 \pm 0,3$ M.a (Caloviano medio) (Roperch & Carlier, 1992). En el área de la Yarada, un basalto porfirítico, que intruye a la Formación Guaneros fue datado sobre plagioclasa por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, indicando edades de $157,2 \pm 0,4$ M.a (Oxfordiano Medio) (Romeuf, 1994); también un sill básico que intruye la Formación Guaneros fue datado en $129,9 \pm 0,3$ Ma (Hauteriviano medio) por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total (Roperch & Carlier, 1992).

Estos eventos magmáticos en el litoral sugieren que hubo por lo menos dos eventos de magmatismo básico en el intervalo Jurásico medio-Cretácico inferior diferenciados por el emplazamiento de la Formación Chachacumane y la otra durante la Formación Chulluncane, la cual es considerada como marcadora del desarrollo de un arco volcánico.

SUPER UNIDAD ILO - CRETÁCEO INFERIOR

La super unidad Ilo forma parte del llamado Batolito de Ilo del área de Moquegua, donde las rocas que predominan son de naturaleza tonalítica y granodiorítica. Esta super unidad está datada sobre hornblenda y biotita por el método K/Ar entre $113 \pm 2,5$ M.a y $99,9 \pm 2,2$ M.a respectivamente, asignándole un rango Cretáceo inferior (Sanchez, 1983 y Mc Bride, 1977).

CENOZOICO

GRUPO TOQUEPALA (Cretáceo Superior-Paleoceno Superior)

Esta unidad litoestratigráfica fue descrita en el cuadrángulo de Punta Bombón y Clemesí (Bellido & Guevara (1963), para describir una gruesa

secuencia de rocas volcánicas formadas por derrames, brechas de flujo, aglomerados y piroclásticos finos cuyas composiciones varían entre dacitas, andesitas, traquitas y riolitas que descansan en discordancia sobre la Formación Guaneros y Volcánico Chocolate, donde se identifican sus miembros más inferiores.

El actual Grupo Toquepala fue conocido anteriormente como Formación Toquepala (Bellido y Landa, 1965), y fue elevado a la categoría por Bellido E. & Guevara C. (1963) a razón que buena parte de las unidades superiores del afloramiento se encuentran en los distritos mineros de Toquepala, Quellaveco y Cuacone donde fueron estudiados por Richard y Coutright (1955) y Lacy (1958).

Actualmente, el Grupo Toquepala está dividido en cuatro formaciones algunas de ellas están subdivididas en algunos miembros:

1. **Formación Huaracane (Martínez, 2000).** Conocida anteriormente como formación Toquepala (Bellido y Landa, 1965), actualmente está dividida en un conjunto de siete unidades volcánicas estudiadas a lo largo del curso inferior del río Torata.
2. **Formación Inogoya (Bellido, 1979).** Secuencia sedimentaria (Bellido y Landa, 1965), compuesta de conglomerados, areniscas, gravas consolidadas, bien estratificadas, de coloración gris a tonalidades claras, está diferenciada en varias litofacies que van desde conglomerados gruesos en el sector oriental (Cerro Vizcachane) a sistemas de areniscas y limolitas claras (Hacienda Inogoya), intercalaciones de flujos piroclásticos porfiríticos grises de poco grosor (0.10 m), tabulares (Cerro Alegoma). Sobreyace a la Formación Huaracane (miembros 04, 06 y 07), e infrayace disconforme a tobos soldadas macizas (Formación Paralaque). Su localidad tipo se encuentra en las inmediaciones de la Hacienda Inogoya.
3. **Formación Paralaque (Bellido, 1979).** Secuencia de tobos (Bellido y Landa, 1965), altamente soldadas porfiríticas, textura eutaxítica con minerales esenciales de vidrio, plagioclasas y cuarzo, como accesorios, biotita, fragmentos líticos y opacos, color gris rojizo, conforman farallones abruptos y extensas plataformas como las observadas en Otorá, y en la carretera que va de Torata a Cuacone. En el sector de Otorá afloran secuencias sedimentarias compuestas por lodolitas y areniscas finas rojizas a grises, bien estratificadas que se definen como un miembro para esta formación. Sobreyace disconforme sobre la Formación Inogoya e infrayace en igual relación a la Formación Quellaveco, esta unidad es asignada al Cretáceo superior.

4. Formación Quellaveco (Bellido, 1979). Secuencia volcánica dividida en cinco miembros:

- **Miembro Asana.** Secuencia de lavas coherentes, de composición química riolítica, color gris claro, porfidíticas con cuarzo libre y feldespatos mayormente alterados, el cuarzo hialino es flotante en matriz media compuesta por cuarzo-feldespato. Su estratotipo se encuentra en las inmediaciones del poblado de Asana, la Cimarrona y Villa Toquepala.
- **Miembro Carpanito.** Secuencia de lavas coherentes de grano fino gris oscuras, estratificadas, de textura Porfidítica seriada con plagioclasas y ortopiroxenos esencialmente. Afloran en los valles del río Capillune, cerros Carpanito y Pedregal.
- **Miembro Yarito.** Secuencia de lavas porfidíticas gris rosadas, matriz fina, muy resistentes y silicificadas, presentan buena estratificación, químicamente son riolitas alteradas a arcilla-sericita, parcialmente afáníticas con matriz holocristalina. Aflora extensamente al NO de la mina Toquepala entre los cerros Yarito y Cruz Laca, regionalmente tiene forma dómica e intruye a las secuencias volcánicas Samanape y Paralaque, presenta contacto fallado (Falla Micalaco) con la Superunidad Yarabamba y las andesitas Carpanito.
- **Miembro Tinajones.** Secuencia de lavas coherentes blanco amarillentas estratificadas, porfidíticas con cuarzo flotante en matriz afánítica, se inclinan 15 - 20° en dirección SO, su afloramiento se encuentra entre la mina de Cuacone y la Quebrada Charaque.
- **Miembro Samanape.** Esta dividida en dos unidades:

Inferior. Secuencia de lavas coherentes de composición química andesítica, porfidíticas bien estratificadas, color gris en fresco y blanquecino en afloramiento, se intercalan tobas grises con tono violáceo con fragmentos de plagioclasas y cuarzo la mayoría silicificados y sericitizados, se inclinan ligeramente (15°) en dirección SO encontrándose expuesto a lo largo de la carretera Quellaveco-Quebrada. Honda, Quebrada Cocotea, Cuacone y Chujulay. Se cuenta con dataciones radiométricas para esta unidad; 52.3 ± 1.6 ; 52.43 ± 1.7 ; (Mina Cuacone, Clark, *et al.* 1990), 53.6 ± 3.0 ; 55 ± 1.10 ; 56.2 ± 2.10 (Yacimiento Quellaveco, Zimmermann y Kihien 1983). Sobreyace disconforme sobre la riolita Asana e infrayace a la unidad superior, Grupo Barroso y depósitos morrénicos.

Superior. Secuencia de tobas-lapilli, blanquecinas bien estratificadas que presentan formas redondeadas en afloramiento, está compuesta de fragmentos líticos, pómez en matriz tobácea bastante alterada, en algunos sectores presentan textura eutaxítica y reomórficas, se intercalan con secuencias de lahares gris marrones compuestos

de guijas polimícticas la mayoría de origen volcánico englobados en matriz de arenas gruesas, intercalándose con estratos de limolitas grises y areniscas finas. Se expone ampliamente a lo largo de la carretera Quebrada Honda-Mina Toquepala. Sobreyace disconforme sobre la unidad inferior e infrayace a la Formación Huaylillas (Martínez y Zuloaga, 2002), Palacios (1995) lo describe como representante de una intensa actividad volcánica constituido por aglomerados piroclásticos cuyas composiciones varían a dacitas-traquidacitas y riolitas, con intercalaciones locales de sedimentos clásticos, conglomerados, areniscas y calizas con ostracodos. Actualmente es resaltante el conjunto de rocas volcánicas que varían entre; tobas-lapilli, ignimbritas, lavas andesíticas/basálticas y riolitas (Martínez, 2002). Este grupo se encuentra en el flanco este de la cordillera de la costa yaciendo en discordancia sobre la Formación Guaneros.

Correlación cronestratigráfica: El Grupo Toquepala ha sido datado en 70 M.a por Bellón y Lefevre (1976), 59.3 ± 2 M.a (Vatin, 1982) para las secuencias basales, por el método Rb/Sr se registraron edades de 63 a 74-100 M.a entre Moquegua y Torata, bajando hasta el Cretáceo inferior (?) (Boyle, *et al.* 1990), en secuencias superiores en el sector de Quellaveco se registraron edades de 53-55 M.a (Zimmermann y Kihien, 1983).

PLUTÓN DE LLUTA (Paleoceno superior)

Este plutón forma un cuerpo tabular que se emplaza concordante a la Formación San Francisco, fue datado por Clark *et al.* (1990), quienes registraron una edad de 62.12 ± 1.94 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y 60.33 ± 1.3 Ma (K/Ar) ambas sobre biotita, demostrando entonces que pertenece a la Unidad Yarabamba (Monge y Cervantes 2000) que se emplazó durante la época de acumulación del Grupo Toquepala. Esta Unidad Yarabamba comprende gabros, dioritas, monzodioritas y cuarzomonitas que afloran a lo largo de una franja limitada por los sistemas de fallas Incapuquio y Quellaveco. Este cuerpo intrusivo se emplazó atravesando las rocas del Grupo Toquepala y tienen edades K/Ar comprendidas entre; 45.9 ± 0.30 y 66.3 ± 7.5 Ma obtenidas entre las localidades de Quellaveco y Toquepala (Zimmermann y Kihien, 1983).

GRUPO MOQUEGUA (Eoceno Superior (?) - Mioceno inferior)

Fue descrito por Adams (1906) para una secuencia de capas continentales, compuestas por arcillas, areniscas, conglomerados, areniscas tufáceas y tufos de

color rojizo a blanco amarillento, que afloran típicamente en el valle de Moquegua.

Las muestras de estudio se ubican geográficamente dentro del Cuadrángulo de Moquegua, donde esta unidad sobreyace en fuerte discordancia sobre el Grupo Toquepala, tal como se observa en el Valle de Moquegua y en las partes bajas de la mina Toquepala (Bellido, 1979).

Los sedimentos que conforman esta secuencia de naturaleza continental conforman el denominado Grupo Moquegua, que descansa sobre los volcánicos Toquepala del Paleoceno en el área de Locumba. En la quebrada del río Sama se observa un paleorrelieve de rocas volcánicas a la base (Grupo Toquepala) relleno por secuencias conglomerádicas (Grupo Moquegua). Mientras que en el área de Ilo, el contacto inferior es discordante con la Formación Guaneros y están cubiertos por las ignimbritas Huaylillas del Mioceno Inferior y Medio (Narváez 1964; Marocco, *et al.*, 1985).

El Grupo Moquegua está compuesto por una sucesión de depósitos detríticos que muestra en su mitad superior una nítida estrato granocrecencia. En su parte más superior aparecen clastos tanto de rocas volcánicas e intrusivas pre-Moquegua, asimismo se denotan la presencia de pómez e ignimbritas coetáneas de la sedimentación. Tal aumento de la influencia volcánica explosiva hacia arriba demuestra que existe una transición con la Formación Huaylillas (Flores y Sempere, 2002).

Correlación Cronoestratigráfica. Sempere *et al.*, 2004a, confirman una edad Ar-Ar 30.7 ± 0.5 Ma sobre biotita de un nivel ubicado a dos metros por debajo del contacto entre el Moquegua Superior-Moquegua Inferior, lo cual discrepa con una edad que proporcionarían Marocco (1984) y Huaman (1985) para un nivel resedimentado exactamente en el mismo contacto de estos dos miembros. Lo cual supondría un rango de edad desde Eoceno Superior hasta Mioceno inferior para el Grupo Moquegua (?).

FORMACIÓN HUAYLILLAS (Mioceno Inferior)

Esta unidad litostratigráfica fue denominada por Wilson J. y García W. (1962) para describir una gruesa secuencia de tufos dacíticos que se extienden por toda el área del Cuadrángulo de Huaylillas donde suprayace a las Formaciones Moquegua y Huilacollo con una discordancia paralela pero también en varios sectores del área de Pachía y Palca. En la zona ubicada en el cerro Huanune se trata de un potente paquete de ignimbritas riolíticas bien soldadas, de color rosado blanquecino.

Correlación cronoestratigráfica. Las edades que se conocen para este volcanismo explosivo félsico son del Oligoceno terminal: $25,3 \pm 0,8$ Ma (K-Ar sobre

biotita; Tosdal *et al.*, 1981) en el área de Moquegua, y $24,23 \pm 0,13$ y $24,17 \pm 0,13$ Ma (Ar-Ar sobre biotita; Wörner *et al.*, 2000) en el vecino norte chileno para formaciones de similar edad.

En la región de Tacna, todas las edades disponibles para esta formación se obtuvieron por el método K-Ar, e indican el Mioceno inferior.

Sobre biotita: $23,77 \pm 0,48$ Ma, $22,1 \pm 0,50$ Ma, $22,03 \pm 0,51$ Ma, (France *et al.*, 1984), $21,6 \pm 0,7$ Ma (Tosdal *et al.*, 1981), $21,4 \pm 0,82$ Ma, $21,23 \pm 0,58$ Ma, $21,21 \pm 0,09$ Ma, $20,65 \pm 0,94$ Ma, $18,34 \pm 0,41$ Ma, $18,15 \pm 0,43$ Ma (France *et al.*, 1984); sobre hornblenda: $20,99 \pm 1,5$ Ma (France *et al.*, 1984); sobre roca total: $22,0 \pm 1,2$, $18,4 \pm 0,5$ Ma, $18,3 \pm 0,5$ Ma (Bellon y Lefèvre, 1976).

Cabe notar que de estas 13, 07 edades coinciden para sugerir un evento principal en $21,76 \pm 0,05$ Ma, y que otras 4 sugieren otro evento en $18,26 \pm 0,32$ Ma.

PETROGRAFÍA DE LAS UNIDADES JURÁSICAS DE LA COSTA SUR

La descripción petrográfica realizada para cada una de las unidades litoestratigráficas, se ha realizado a partir de un muestreo regional en lo que se consideró las mejores exposiciones de estas unidades en las áreas de Moquegua y Tacna, por lo que estas descripciones, así como sus interpretaciones nos brindan importante información desde un punto de vista cualitativo y mineralógico para cada una de estas unidades.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LA FORMACIÓN CHOCOLATE

Descripción petrográfica

Muestra: Ch-01 (Fig. 2)

Esta muestra de roca ígnea volcánica contiene como minerales esenciales a las plagioclasas, donde los fenocristales presentan maclas de carsbald, los mismos que están englobados en la matriz con apariencia traquítica conformada por microlitos de plagioclasas con tamaños de 0,09 mm. Los feldespatos potásicos también se encuentran en formas subhedrales con tamaños menores a 0,639 mm, los cuales presentan maclas del tipo carsbald muy características.

Los minerales secundarios están representados por las hornblendas donde se aprecia un reemplazo total por calcita y algunas están siendo reemplazadas por las biotitas secundarias; el cuarzo secundario se encuentra como vetillas asociado a la calcita.

Los minerales de alteración hidrotermal están representados por cloritas como producto de alteración de la biotita y la biotita secundaria producto de la alteración de las hornblendas.

Los minerales de alteración supérgena, las limonitas y hematitas como producto de alteración de los minerales opacos.

Los minerales opacos se encuentran en gran cantidad con formas subhedrales y se observa que muchos de ellos están alterados a hematitas.

La textura que presenta esta roca es holocristalina porfidítica con matriz microlítica

Porcentaje Modal: plag 85%, fk 4% hrn 3%, calc 2%, op 6%.

Clasificación: Basalto

Muestra: Ch-02

Esta muestra de roca ígnea volcánica contiene como minerales esenciales a las plagioclasas en fenocristales y en microlitos en la matriz en un agregado más fino, los fenocristales de plagioclasas presentan un maclado complejo en maclas de tipo, polisintética, y periclina. Los feldespatos potásicos en formas euhedrales con tamaños que menores de 0,693 mm que los cuales se encuentran alterados a arcillas y presentan maclas de tipo carsbald. Los microlitos corroen a los fenocristales, que presentan una fuerte alteración a sericitas. Se observan aglomerados de fenocristales de plagioclasas y también otros presentan una recristalización de los mismos, presentando sólo formas subhedrales por una disolución del mineral por parte de la matriz.

Los minerales secundarios se representan por las hornblendas que se encuentran en fenocristales con formas subhedrales a anhedrales, los cuales están corroídos por la matriz. Otros minerales secundarios son las biotitas que se encuentran en pequeñas laminillas sobre las plagioclasas, presenta un proceso de alteración hidrotermal.

Los minerales de alteración hidrotermal son: la sericita, que se presenta por alteración de los feldespatos representando un proceso de sericitización avanzada; la actinolita-tremolita, como producto de alteración de las hornblendas en agregados radiales y aun se nota en reemplazamiento; la clorita como producto de alteración de los minerales opacos en gran cantidad; las arcillas, se presentan alteración de los fenocristales de feldespatos potásicos.

Los minerales de alteración supérgena son las limonitas, presentes como pequeñas vetillas atravesando a las plagioclasas al parecer por alteración de los minerales opacos.

Los minerales opacos se encuentra en gran cantidad en formas anhedrales con alteración a hematitas y se encuentran corroyendo a las plagioclasas.

La textura que presenta esta roca es holocristalina porfidítica con matriz microlítica

La alteración que presenta esta roca es potásica por la formación de biotita secundaria.

Porcentaje modal: plag 78%, fk 9%, hrn 4% serc 5% hmt 2% lmt 2%.

Clasificación: Andesita.

Observaciones: Se observa una alteración potásica notable en la biotita secundaria. Hay presencia de lixiviación que ha dado lugar a los minerales de alteración que se observan microscópicamente y macroscópicamente.

Muestra: Ch-03

Este fragmento de roca ígnea volcánica contiene como minerales esenciales a las plagioclasas que se encuentran conformando la matriz donde presentan cierta orientación de los microlitos. Los fenocristales que al parecer están envueltos en esta matriz presentan cierta rotación y están intercrecidos con microclina, la cual se presenta en cantidades subordinadas. En algunos casos solo se observan remanentes de algunos fenocristales de plagioclasas porque la alteración es muy fuerte a arcillas.

Los minerales secundarios como cuarzo y calcita se presentan como relleno de microvesículas.

La alteración hidrotermal está representada por las cloritas, que se encuentran en abundancia al parecer por alteración de los minerales ferromagnesianos que formaron parte de la roca y ahora no se logran distinguir con claridad. La variedad de clorita que abunda es la pinina en su color «berlín azul» característico y están muy asociadas a las limonitas.

La alteración supérgena está representada por las limonitas y hematitas como producto de la alteración de los minerales opacos.

Los minerales opacos se observan en gran cantidad en toda la muestra y muchos han sido alterados a limonitas.

La textura que presenta esta roca es holocristalina porfidítica con matriz microlítica fluidal.

La alteración que presenta esta roca es cloritización.

Porcentaje modal: plag 87%, fk 3%, anf 3,5% arc 4%, hm 2,5%.

Clasificación: Andesita.

Observaciones: La muestra envuelve mucha cantidad de fragmentos líticos.

Muestra: Ch-04

Este fragmento de roca volcánica contiene como minerales esenciales a las plagioclasas, las cuales presentan un maclado complejo, además del tipo de la albita, y son del tipo labradorita según ángulo de extinción (33° a 30°) en su mayoría. Los fenocristales

están reemplazados por minerales de alteración como la sericita y arcillas así como los microlitos que se encuentran dispuestos en la matriz.

Los minerales secundarios lo conforman los piroxenos que se observan como remanentes, ya que éstos minerales presentan alteración a cloritas en grado avanzado.

Los minerales de alteración hidrotermal están representados por las sericitas, que se observan como producto de alteración de los fenocristales de plagioclasas y están rellenando microfracturas; las epidotas y cloritas se presentan como producto de alteración de las plagioclasas.

Los minerales opacos se encuentran en gran cantidad dentro de la matriz.

La textura que presenta esta roca es holocristalina porfidítica con matriz microcristalina.

La alteración que presenta esta roca es la propilitización y sericitización.

Porcentaje Modal: plag 80 %, px 9%, ser 6%, arcilla 2.5% chl 3%, ep 1.5%.

Clasificación: Basalto.

Muestra: Ch-05

Este fragmento de roca volcánica contiene como minerales esenciales a las plagioclasas en fenocristales y microlitos, los fenocristales en formas euédrales con tamaños menores a 3.16mm los se encuentran alterados a sericitas por las bandas de zonamiento de las plagioclasas y algunos fenocristales muestran alteraciones a arcillas en los centros. Los microlitos con tamaños de hasta 0.15mm dispuestos en la matriz se encuentran también completamente alterados a sericitas.

Los minerales secundarios se representan en las biotitas que se presenta con alteración incipiente a cloritas.

Los minerales accesorios están representados por las turmalinas pequeños cristales euédrales de corte basal.

Los minerales de alteración hidrotermal están representados por la biotita secundaria, cloritas, por alteración incipiente de algunas biotitas primarias, la sericita, producto de alteración los feldespatos, la epidota, producto de alteración de algunas plagioclasas se encuentra en asociación con la biotita y el cuarzo que está en finos agregados secundarios.

Los minerales de alteración supérgena se representan en las limonitas, que se encuentran por toda la muestra, tiñendo a los feldespatos de coloraciones rojizas.

Los minerales opacos se encuentran diseminados en la matriz con formas cúbicas posiblemente de piritas.

La alteración que presenta esta roca es la sericitización.

La textura que presenta esta roca es holocristalina porfidítica con matriz microlítica.

Porcentaje Modal: plag 82%, ser 8%, arcilla 4% bt 3%, op 6%.

Clasificación: Andesita.

Muestra: Ch-06

Este fragmento de roca volcánica contiene como minerales esenciales a las plagioclasas en fenocristales y microlitos dispuestos en la matriz, presentando como variedad principal a la labradorita y oligoclasa según ángulo de extinción (23° a 29.5°), los fenocristales presentan alteración a sericita con incipiente alteración a arcillas.

Los minerales secundarios lo conforman las cloritas cristalizadas en agregados masivos, casi cristalizada se encuentra diseminada por toda la roca y al parecer no ha sido producto de alteración sino de origen primario porque no se observa un posible reemplazamiento de algún ferromagnesiano.

Los minerales de alteración hidrotermal lo conforma la sericita, por alteración de las plagioclasas, llegando a la sericitización, las arcillas como producto de alteración de las plagioclasas pero de manera incipiente.

Los minerales de alteración supérgena lo conforman las limonitas, como producto de alteración de algunos minerales máficos, asimismo están en los bordes de algunas cloritas lo cual indica que éstas posiblemente estén alterándose también a limonitas.

La textura que presenta esta roca es holocristalina porfidítica con matriz microlítica fluidal.

Observaciones: Se observa una alteración propilitica avanzada.

Porcentaje Modal: plag 85%, ser 6%, arcilla 2%, ep 3%, chl 3% lm 1%.

Clasificación: Basalto propilitizado.

Muestra: Ch-07

Este fragmento de roca volcánica contiene como minerales esenciales a las plagioclasas en fenocristales y como microlitos dentro de la matriz. Los fenocristales presentan un maclado complejo de tipo polisintético y carsbald, algunos de ellos muestran corrosión en los bordes por parte de los minerales opacos. Muchos de los fenocristales se encuentran fracturados donde la matriz ha tomado lugar. Algunos fenocristales presentan recristalización ya que a pesar de ser un mismo mineral, por esfuerzos compresivos está fracturado lo cual se nota en los contornos irregulares. Los microlitos de la matriz

están paralelos a la disposición de los fenocristales los cuales al asentarse han dispuesto a los microlitos de una manera horizontal debajo de ellos, las variedades son de andesina y labradorita con ángulos de extinción que varían de 25° a 35° formando el mineral esencial de en esta roca.

Los minerales secundarios lo conforman las calcitas como producto de alteración de las plagioclasas, el cuarzo y calcita como relleno de microvenillas, la clorita, como relleno de las pequeñas vacuolas en los xenolitos.

Los minerales de alteración hidrotermal lo conforman las cloritas provenientes de dos fuentes, la primera se origina como alteración de los minerales opacos notándose una coloración rojiza en el centro rodeado por una coloración verdosa lo cual indica que aún no hay un completo reemplazamiento; la segunda es como producto de alteración de los piroxenos que ya no son distinguibles en esta muestras solo algunos remanentes. La calcita se observa como reemplazamiento total de los anfíboles primarios; la sericita en alta proporción, este mineral está como producto de alteración de los feldespatos.

Los minerales de alteración supérgena los conforman las limonitas, como alteración de los minerales opacos, los cuales se encuentran tiñendo a las plagioclasas.

Los minerales opacos se encuentran en la matriz diseminados en mayor proporción que dentro de los xenolitos con formas anhedrales y subhedrales, es por ello que en la matriz hay más óxidos de hierro.

La textura que presenta esta roca es holocristalina porfídica con matriz microlítica

Clasificación: Andesita (?)

Observaciones. Se observa un proceso de cloritización. Asimismo, esta roca está compuesta por fragmentos líticos de distinta composición al evento magmático que los envolvió.

Interpretación petrográfica

Las muestras de la formación chocolate tomadas al norte de Ilo representan un proceso volcánico efusivo, con eventos algo explosivos denotado en los fragmentos líticos que se observan dentro de los flujos de lavas de composición basáltica y andesítica, los cuales presentan un fuerte proceso de alteración propilítica-argílica y sericítica que se va incrementando hacia el sur. La proporción de minerales opacos es casi constante, al igual que en la composición de las rocas, lo cual sugiere una similitud en la composición de magma durante gran parte del evento. Hacia el norte el evento denota un incremento en acidez, por eso la cristalización de feldespatos potásicos euhedrales llegan a mostrar texturas cumulofrías con matriz conformada por

microlitos de plagioclasas casi euhedrales, caso contrario ocurre hacia el sur donde los cristales presentan formas anhedrales y astillosa con matriz muy fina (microgranular).

En el área de Tacna, la Formación Chocolate «de la costa» subyace a la Formación volcano-sedimentaria Guaneros. En la base de esta Formación Guaneros, que aparentemente registra un episodio transgresivo, hay registro de ammonites del Bajociano superior-Batoniano (Romeuf et al., 1993, 1995). La Formación Chocolate «de la costa» es intruida por plutones de edades hettangianas a toarcianas (Clark et al., 1990a; Romeuf et al., 1993) y posiblemente incluye depósitos triásicos.

Dado que las formaciones costeras atribuidas a la Formación Chocolate no son equivalentes cronológicos o genéticos de ésta en su lugar de definición (Arequipa), anteriores autores sugieren que estas unidades volcánicas homónimas deberían ser prudentemente distinguidas de la Formación Chocolate s.s. a partir de ahora. Por lo tanto, el contexto de arco reconstruido para las rocas volcánicas costeras del Jurásico medio no tendría que generalizarse a la Formación Chocolate s.s. (Triásico? superior-Liásico inferior) de la cuenca de Arequipa del interior.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LA SUPER UNIDAD PUNTA COLES

Descripción petrográfica

Muestra: Punta Coles 01

Este fragmento de roca intrusiva contiene como minerales esenciales a la plagioclasas con tamaños menores de 4,44 mm con un maclado complejo de la albíta, polisintética y de la periclina además algunas de ellas presentan peritíticas. La variedad principal es la andesina según ángulo de extinción (17°-20°). Estas plagioclasas presentan alteración a sericitas y epidota. El feldespato potásico presente es la microclina el cual presenta un maclado típico con tamaños menores a 0,91 mm la cual presenta una alteración argílica avanzada. El cuarzo es otro mineral esencial, y está como relleno de intersticios intercrecido entre los feldespatos.

Como minerales secundarios están las hornblendas en formas subhedrales a anhedrales con tamaños menores a 2,10 mm, que se presentan como un reemplazamiento a partir de los bordes de los piroxenos. Los anfíboles presentan su maclado característico de baveno. La actinolita-tremolita también está presente en agregados prismáticos alargados rodeando al piroxeno. Estos anfíboles, a su vez, se encuentran con algo de alteración a epidotas. Los piroxenos en formas anhedrales con tamaños menores a 0,77 mm asociados por el reemplazamiento, presentan bordes

con verdosa lo cual indica una alteración incipiente a clorita. Otro mineral secundario es la biotita, en playas irregulares de grandes tamaños con alteración a cloritas.

Como minerales de alteración están la sericita, como producto de alteración de las plagioclasas en un proceso avanzado de sericitización; las arcillas, son producto de alteración de los feldespatos potásicos; la epidota como producto de alteración de las hornblendas; la clorita, por alteración de los ferromagnesianos en especial de los piroxenos.

La textura que presenta esta roca es hipidiomórfica equigranular.

La alteración que presenta esta roca es una propilitización con incipiente sericitización.

Porcentaje Modal: plag 84 % fk 5% qz 4% anf 7%, px 2%.

Clasificación: Gabrodiorita.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LA FORMACIÓN JUNERATA

Descripción petrográfica

Muestra: Jn-01

Este fragmento de roca volcánica está constituido por las plagioclasas en formas aciculares con tamaños de 0,11 mm a 0,19 mm, presentan extinción paralela, encontrándose distribuidas por toda la roca, presentando un proceso de sericitización avanzada. Además algunas de ellas presentan alteración a carbonatos.

Los minerales secundarios lo conforman los olivinos, en formas anhedrales con tamaños que varían de 0,07-0,04 mm presentan una alteración casi total a iddingsita. La calcita se presenta como aislados de origen primario con tamaños de 1,67 mm a 0,56 mm presentando bordes irregulares, y también como relleno de microvenillas que cortan a los cristales de plagioclasas. El cuarzo, está asociado a la calcita como relleno de vacuolas y cuando no es así, está como agregado acicular a manera de coronas.

Los minerales de alteración son las calcitas como producto de alteración de las plagioclasas ya que se encuentran sobrepuestas a las plagioclasas; en otros casos se observa a la plagioclasa como remanente debajo de este carbonato y la gohetita que se encuentra en agregados globulares concrecionales con tamaños de 3,33 mm a 0,41 mm rodeado por la calcita en muchas partes.

La textura que presenta esta roca es holocristalina porfídica con matriz microlítica.

Porcentaje Modal: plag 74%, ol 11% cal 8%, iddg 4%, goe 3%.

Clasificación: Andesita-Basáltica.

Muestra: Jn-02

Este fragmento de roca volcánica contiene como minerales esenciales a las plagioclasas en formas anhedrales y conforman un porcentaje casi total de esta roca, ahora, solo se observa vestigios de un maclado polisintético, lo cual facilita su identificación, ya que el proceso de epidotización en estos minerales es muy intenso, la alteración a epidota formada a partir de la plagioclasa es casi completa.

El mineral secundario. El cuarzo es un mineral secundario, se encuentra en aglomerados, presentando una estructura en mosaicos, rodeado por diminutos cristales de cuarzo en forma granular (lo cual indica un ambiente hidrotermal neto) como rellenos de microvenillas.

Los minerales de alteración representados por la epidota se encuentran en abundancia y en un reemplazamiento total a partir de las plagioclasas. Las limonitas y hematitas se forman por la alteración de los minerales opacos que se encuentran diseminados en gran cantidad dentro de la matriz.

Los minerales accesorios representados por las ceolitas (natrolita) se encuentran en abundancia como relleno de microvesículas intercrecido con el cuarzo en agregados radiales, donde estas vacuolas miden alrededor de 3,33 mm y cuando estas ceolitas no están se encuentran en agregados masivos con tamaños de hasta 1,17 mm. Otros minerales accesorios son los apatitos con formas euédrales y tamaños que varían de 0,32 mm a 0,44 mm.

La textura que presenta esta roca es holocristalina microporfídica.

La alteración que presenta esta roca es la epidotización.

Porcentaje Modal: plag 82%, ep 12,5%, qz 3,5% ceo 1% ap 1% op 2%.

Clasificación: Basalto epidotizado.

Observaciones: Roca filoniana constituida por asociaciones de cuarzo y epidota. Además esta roca contiene esferulitos de feldespato que contienen en el centro un pequeño cristal de cuarzo con tamaños alrededor de 1,39 mm a menos.

Muestra: Jn-03

Este fragmento de roca volcánica contiene minerales esenciales como las plagioclasas, las cuales están en fenocristales y como microlitos en la matriz. Los fenocristales presentan formas subhedrales a anhedrales, con tamaños que varían de 3 mm a 1,67 mm estos fenocristales se encuentran en texturas cumuloeféricas (sobre la matriz) donde se observa que el proceso de alteración de estos fenocristales a epidota es muy intenso. El ángulo de extinción que estos cristales presentan varía de 29° a 31°, presentando como variedad principal a la oligoclasa. Los microlitos de la matriz presentan tamaños que va-

rían de 0,4 mm con formas anhedrales y con un maclado polisintético, estos microlitos se encuentran alterados a biotitas.

Los minerales secundarios como los piroxenos presentan formas subhedrales a anhedrales con tamaños menores a 1,3 mm presentando alteración a cloritas, con los bordes del cristal asimilados por los microlitos de plagioclasas, lo cual indica su antigüedad en el orden de cristalización. Los minerales accesorios están representados por los rutilos y anatasas.

Los minerales de alteración están representados por la epidota, que se forma de tres maneras; la primera, por alteración de los fenocristales de plagioclasa dispuesta a partir de sus planos de clivaje de manera avanzada; la segunda, por alteración de los ferromagnesianos, en este caso de los piroxenos de manera incipiente; y la tercera como relleno de vacuolas asociadas a la calcita. La sericita, está contenida sobre algunos fenocristales de plagioclasas, pero, sobre todo, están como alteración de los microlitos que conforman la matriz; la calcita se forma de dos maneras: la primera está como relleno de microvacuolas asociada a la epidota en gran cantidad presentando formas irregulares, donde se observa que éstas vacuolas empujan a los fenocristales de plagioclasas hasta flexurarlos; la segunda forma de emplazamiento de la calcita es como vetillas secundarias al parecer por alteración supérgena que se disponen a lo largo de toda la sección. Las cloritas a partir de los minerales ferromagnesianos, en este caso los piroxenos. Las limonitas se forman a partir de los minerales opacos, los mismos que se observan con intensas coloraciones rojizas dentro de las vacuolas, también se forman por alteración de los ferromagnesianos que antes se alteraron a epidotas.

Los minerales opacos son abundantes en la matriz con aureolas rojizas de óxidos de hierro.

La alteración que presenta esta roca es la propilitización y sericitización

La textura que presenta esta roca es porfídica con matriz microlítica

Porcentaje Modal: plag 85%, cal 2,5%, ep 5,5%, chl 3,5, lm 1,5%, op 2%.

Clasificación. Basalto piroxénico.

Muestra: Jn-04

Este fragmento de roca volcánica contiene como minerales esenciales como las plagioclasas están formas euhedrales a subhedrales con tamaños que varían de 2,6 mm a 1,3 mm El ángulo de extinción de estos fenocristales varía de 23° a 24° presentando como variedad principal a la oligoclasa. Sobre estos minerales se observan sericitas que los reemplazan por completo dejando solo moldes de estos cristales, en muchos casos, aunque algunos también presentan una ligera alteración a carbonatos a partir de

sus bordes, los microlitos pequeños con forma acicular y tamaños de 0,16 mm a 0,22 mm dispuestos a manera de listoncitos que se encuentran conformando la matriz y corroen los bordes de los fenocristales.

Los minerales secundarios como los piroxenos presentan formas anhedrales con tamaños menores que varían de 0,7 mm a 0,52 mm, los cuales presentan una fuerte alteración a serpentinatas. La calcita secundaria se emplaza a manera de rellenos de vetillas en muchos casos atravesando a los fenocristales de plagioclasas. Otro mineral secundario es la clorita, se forma como relleno de microvesículas asociadas a otros minerales como la calcita.

Los minerales de alteración representados por las biotitas, como producto de alteración de los piroxenos porque ahora se observa solo sus coloraciones marrones ya que se encuentra alterado al mismo tiempo a cloritas. Las cloritas, que se presentan de dos maneras: primero, diseminada entre los microlitos de plagioclasas que conforman la matriz producto de la alteración de los piroxenos que se alteraron a biotitas en un primer momento. Y también por alteración de las plagioclasas formando una superficie de corrosión sobre ellas. Las epidotas, como producto de alteración de la plagioclasa bien cristalizada. La calcita, se forma por alteración de las plagioclasas a partir de sus bordes. Las limonitas, formados a partir de los minerales opacos, pero en la matriz que presenta una coloración rojiza.

La alteración que presenta la roca es una propilitización.

La textura que presenta la roca es holocristalina porfídica con matriz microlítica

Porcentaje Modal. plag 74,9%, px 9,4%, ep 6,2%, ol 5, 5%, otro 3,8%.

Clasificación: Basalto Olivínico.

Interpretación petrográfica

Las muestras de la Formación Junerata corresponden a un magmatismo efusivo de procedencia basáltica, donde los principales minerales son los piroxenos y olivinos. Así mismo esta unidad litoestratigráfica presenta un grado de alteración a epidota avanzado y las vacuolas presentes en los flujos de lavas caracterizan un ambiente aéreo de emplazamiento aunque se han observado basalto almohadillados (Pino, 2003) que sugiere un ambiente subacuático. Para correlacionar Salinas (1985), Monge y Cervantes (2000) esta formación situada al este de Palca, en el Cerro Junerata con la Formación Chocolate definida en el área Arequipa (Jenks, 1948), se recomendaría un mayor estudio de carácter geoquímico comparado entre las dos secuencias.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LA FORMACIÓN GUANEROS

Descripción petrográfica

Muestra: Gn-01

Este fragmento de roca sedimentaria está compuesta principalmente por cuarzo en agregados criptocristalinos, los cuales se disponen con cierta estratificación conformando la matriz.

Como mineral secundario de alteración se observa la epidota intercrecida con el cuarzo a manera de vetillas dispersas por todas las muestras.

Los minerales opacos son muy abundantes, entre ellos se encuentra la pirlita framboidal cristalizada, la cual presenta alteración a hematitas presentando tamaños menores a 0,742 mm; los minerales opacos anhedrales presentan la misma alteración.

La textura que presenta esta roca es micro a criptocristalina.

La roca se clasifica como Chert Estratificado.

Muestra: Gn-02a

Este fragmento de roca sedimentaria está compuesto por cuarzo criptocristalino como mineral esencial.

Como mineral secundario se encuentran algunas venillas epidota que atraviesan a la muestra.

Un elemento resaltante en la textura de esta muestra es la estratificación y lineación que se nota en la disposición de la matriz cuarzosa.

La textura que presenta esta roca es clástica con matriz criptocristalina.

Clasificación: Chert con epidota.

Muestra: Gn-02b

Este fragmento de roca sedimentaria está compuesto por cuarzo criptocristalino muy fino con tamaños menores a 0,037 mm es el mineral esencial.

Como mineral secundario de alteración está la epidota rellenando vetillas en gran cantidad. Otro mineral de alteración son las hematitas, las cuales son el producto de la alteración de los minerales opacos. Leucóxenos posiblemente derivados de efnas y rutilos que ya no son observables.

Los minerales opacos en esta muestra son muy abundantes y su grado de oxidación es alto según observa en la muestra de mano (Salinas, 1985; Monge y Cervantes, 2001).

Un elemento resaltante en la textura de esta muestra es la estratificación y lineamiento de los cuarzos criptocristalinos en la matriz.

La textura que presenta esta roca es clástica con matriz criptocristalina.

Clasificación: Chert con epidota.

Interpretación petrográfica

Las rocas muestreadas de la Formación Guaneros se caracterizan cherts con distintas fases de alteración y oxidación. El ambiente que se distingue es netamente sedimentario caracterizado por la cristalización de pirlita framboidal. Esta secuencia revela facies profundas de sedimentación con un posible proceso de hidrotermalismo revelado en la textura de estos metasedimentos al que se asocia la epidota y el cuarzo. La pseudoestratificación en estas rocas ha permitido el emplazamiento de la epidota a manera de filones horizontales. La epidota está asociada a la alteración hidrotermal de metasedimentos (Keith, 1968).

En la base de esta Formación Guaneros, que aparentemente registra un episodio transgresivo, se encontraron ammonites del Bajociano superior-Batoniano (Romeuf *et al.*, 1993, 1995).

Las vulcanitas de la Formación Guaneros muestran características geoquímicas que sugieren que se acumularon en relación con un arco volcánico ligado a una subducción (Romeuf *et al.*, 1993, 1995). El espesor considerable de esta unidad indica una alta tasa de subsidencia y más bien sugiere que estas rocas volcano-sedimentarias se acumularon en un contexto de trasarco extensional, cercano al arco propiamente dicho (Sempere *et al.*, 2002a).

En la quebrada El Bronce (0280848,8069320) se observa a la Formación Guaneros intruida por un enjambre de diques basálticos frescos, donde la roca encajonante de color rojizo es de naturaleza andesítica. Asimismo sobre esta secuencia se observan flujos piroclásticos (0275236,8066420), donde sobreyacen sills en secuencias discontinuas (lo cual representaría la facie continental de Guaneros); más adelante se observa como esta formación pasa de una secuencia continental a una secuencia marina ya que los afloramientos de areniscas gris verdosas con laminaciones horizontales (posiblemente de baja energía) comienzan a aflorar, y presentan una granulometría que varía de grano grueso a fino y viceversa, por ello se estima que podría ser causa de un proceso turbidítico, estas secuencias sedimentarias son observadas más claramente en los sedimentos pelíticos rojizos que se intercalan con las areniscas laminadas, dándoles un aspecto de fisibilidad a las mismas (0274640, 8065878) que presentan una orientación 142° NE 12°. El contacto con el Grupo Toquepala es posiblemente un contacto de transición (0283566,8097490) (Comunicación personal, Martínez W., 2003).

En la Quebrada Guaneros, denominada la localidad tipo de esta formación, se observan secuencias de ignimbritas; aquí el contacto de Guaneros-Toquepala está dado por secuencias intermedias de conglomerados, donde los clastos son posiblemente provenientes de la Formación Guaneros intercalados con cen-

zas volcánicas muy fina e inconsolidadas en el medio. Los bloques de ignimbritas con estructura fiam se encuentran soportados dentro de una matriz muy fina a media.

En este lugar (0276348,8083566) un dique corta la secuencia Guaneros - Toquepala, el cual tiene una orientación 162° NE 31°. En (0270409,8070409) se observan intercalaciones de las ignimbritas de la Formación Guaneros con conglomerados, los cuales tienen una orientación 146° NE 34° semejante a la supuesta zona del contacto con el Grupo Toquepala, en este lugar es mucho más notoria la secuencia marina de la Formación Guaneros, asimismo se encuentran areniscas en grosores de +1 m. Algunas son arenas líticas retrabajadas posiblemente con material volcánico. Se deduce un posible ambiente marino por la no presencia de canales y el material intercalado es muy fino al tope, aquí las arenas tienen orientaciones 150° NE 30° y 130° NE 28°. Asimismo, otras facies están presentes, el ambiente reductor es en las areniscas rojizas cada vez más finas con orientación 129° NE 25°. Las areniscas con matriz carbonatada (0269565,8071278) presentan hematitas cristalizadas con orientación 280° N 40. Además slumps de areniscas resedimentadas determinan ambientes submarinos deslizamientos (0269750,8071010). Se han reconocido niveles de areniscas fosilíferas (0269747,8070988) con orientación de 112° NE 60°. Secuencia cortada por un intrusivo epidotizado.

CONCLUSIÓN

Las muestras de la Formación Chocolate tomadas al norte de Ilo representan un proceso volcánico efusivo con eventos algo explosivos, denotado en los fragmentos líticos que se observan dentro de los flujos de lavas de composición basáltica y andesítica, los cuales presentan un fuerte proceso de alteración propilitica-argílica y sericítica que se va incrementando hacia el sur. La proporción de minerales opacos es casi constante, al igual que en la composición de las rocas, lo cual sugiere una similitud en la composición de magma durante gran parte del evento. Hacia el norte el evento denota un incremento en acidez, por eso la cristalización de feldespatos potásicos euhedrales llega a mostrar texturas cumuloeféricas con matriz conformada por microlitos de plagioclasas casi euhedrales caso contrario ocurre hacia el sur donde los cristales presentan formas anhedrales y astillosas con matriz muy fina (microgranular).

Las rocas muestreadas de la Formación Guaneros caracterizan cherts con distintas fases de alteración y oxidación. El ambiente sedimentario es caracterizado por la cristalización de piritas framboidales. Esta secuencia revela facies profundas de sedimentación con un posible proceso de hidrotermalismo revelado en la textura de estos metasedimentos al que se asocia la epidota y el cuarzo.

Estas vulcanitas muestran características geoquímicas que sugieren que se acumularon en relación con un arco volcánico ligado a una subducción, en un contexto de trasarco extensional, cercano al arco propiamente dicho (Sempere *et al.*, 2002a) (Romeuf *et al.*, 1993, 1995).

Asimismo basado en sus características petrológicas, el ploteo de algunas rocas en el Diagrama de Streckeisen A-Q-P para las muestras de las formaciones Chocolate y Junerata (Fig. 3) estas corresponden a rocas básicas como son andesitas basálticas, mientras que las muestras correspondientes al Grupo Toquepala gradan desde rocas básicas a ácidas como nos lo muestran desde andesitas basálticas a dacitas, riocacitas y riolitas.

Dado que las formaciones costeras atribuidas a la Formación Chocolate no son equivalentes cronológicas o genéticas de ésta en su lugar de definición (Arequipa), se sugiere que estas unidades volcánicas homónimas deberían ser prudentemente distinguidas de la Formación Chocolate s.s. a partir de ahora. Por lo tanto, el contexto de arco reconstruido para las rocas volcánicas costeras del Jurásico medio no tendría que generalizarse a la Formación Chocolate s.s. (Triásico superior-Liásico inferior) de la Cuenca de Arequipa del interior.

AGRADECIMIENTO

Este estudio fue financiado por el IRD (antes ORSTOM) en el marco del convenio UNMSM-IRD. Agradecemos a los revisores anónimos por sus críticas para mejorar el presente trabajo, agradecemos asimismo a los ingenieros Janet Quiñones y Pedro Gagliuffi, a Benita Guiles, Roberto Bados, Ivan Moreno, Daniel Peña y Esteban Taype, por su ayuda en diversas etapas de este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Adams J. L. (1906). «Caudal, procedencia y distribución de aguas de los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna». *Boletín del Cuerpo de Ingeniero de Minas del Perú*. N°45, pp. 56-63.
- Alleman, V., Pfefferkorn, H.W. (1998). «Licópodos de Paracas: Significación geológica y paleoclimatológica». *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 78, pp. 131-136.
- Bellido E. (1979). «Geología del cuadrángulo de Moquegua». *Boletín Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Serie A Carta Geológica Nacional* N° 15, p. 78.
- Bellido E. y Narvaez S. (1960). «Geología del cuadrángulo de Atico». *Carta Geológica Nacional*, Lima, p. 53.
- Bellido, E. y Guevara, C., (1963). «Geología de los cuadrángulos de Punta Bombón y Clemesi». *Carta Geológica Nacional*, Lima, p. 92.

- Bellon H. y Lefèvre R. (1976). «Données géocronométriques sur le volcanisme Andin dans le sud du Pérou. Implications volcano-tectonique». *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris* (D), V. 283, p. 1-4.
- Clark, A. H., Farrar, E., Kontak, D. J., Langridge, R. J., Arenas, M. J., France, L. J., McBride, S.L., Woodman, P.L., Wasteneys, H.A., Sandeman, H. A. & Douglas, D. A. (1990). «Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Perú». *Economic Geology*, v. 85, p. 1520-1583.
- Flores A. y Sempere T. (2002). «Avances sobre la historia geológica del valle de Tacna». *XI Congreso Peruano de Geología, Lima*, CD-ROM, Chapter 7, archivo ALEXAN-1.DOC, 10 p.
- Flores A., Jacay J., Roperch P. y Sempere T. (2002). «Un evento volcánico de edad plioceno superior en la región de Tacna: La ignimbrita pachía». *XI Congreso Peruano de Geol.* Vol. Resúmenes, p. 199.
- France L., Clark A. y Farrar E. (1984). «Geochronological and petrological studies of tertiary igneous rocks, Cordillera Occidental, Southern Peru: a Preliminary Report». *INGEMMET, Informe Inédito*, 28 p.
- Jaén H., Ortiz G., Wilson J. (1963). «Geología del cuadrángulo de La Yarada, Tacna y Huaylillas». *Carta Geológica Nacional. Boletín 6. Serie A*, p. 97.
- Jenks, W., (1948). «Geología de la hoja de Arequipa, al 1/200.000». *Boletín del Instituto Geológico del Perú*, v. 9, p. 104.
- Huaman, D. (1985) Evolution tectonique cénozoïque et néotectonique du piémont pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du sud-Pérou). *Tesis de doctorado, Université Paris-Sud (Orsay)*, p. 220.
- Marocco, R. (1984). «Dynamique du remplissage d'un bassin intramontagneux cénozoïque andin. Le bassin Moquegua (sud du Pérou)». *Cahiers ORSTOM, série Géologie*, v. XIV (02), p. 117-140.
- Marocco, R., Delfaud, J., Lavenu, A. (1985). «Ambiente deposicional de una cuenca intramontañosa andina: el Grupo Moquegua (sur del Perú). Primeros resultados». *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 75, p. 73-90.
- Martinez W. y Zuloaga A. (2002). «Nuevas contribuciones a la caracterización geoquímica del grupo Toquepala; sector Moquegua-Sur del Perú». *Vol. Resúmenes del XI Congreso Peruano de Geología* p. 28.
- Martínez W., Romero D., Cervantes J. (2004). «El jurásico medio en el sur de Peru: Nuevos datos estratigráficos y geoquímicos en el estratotipo de la formación guaneros, Cledesí». *Resumen del XII Congreso Nacional de Geología. Sociedad Geológica del Perú*. p. 193.
- Martignole, J., Martelat, J.-E. (2003). «Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camaná block (basement of the Peruvian Andes)». *Journal of Metamorphic Geology*, v. 21, pp. 99-120.
- Monge, R., Cervantes, J. (2000). *Mapa geológico actualizado de los cuadrángulos de Pachía y Palca (Esc. 1:50 000)*. INGEMMET, Dirección de Geología Regional, Lima.
- Mukasa S. (1986). «Zircon U-Pb ages of super-units in the coastal batholith, Peru: Implications for magmatic and tectonic processes». *Geological Society of America Bulletin*, V., pp. 241-254.
- Narváez S. (1964). «Geología de los cuadrángulos de Ilo y Locumba». *Carta Geológica Nacional. Boletín 6. Serie A*, 75p.
- Pino A., Jacay J. y Sempere T. (2004). «Estratigrafía, paleogeografía y paleotectónica del intervalo Paleozoico superior - Cretáceo inferior en el área de Malpaso-Palca (Tacna)». En Jacay J. y Sempere T. (eds.) Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Perú. *Publicación especial N° 5 Sociedad Geológica del Perú*. p: 15-44.
- Romeuf N., Aguirre L., Carlier G., Soler P., Bonhomme M., Elmi S. & Salas G., (1993). «Present knowledge of the Jurassic volcanogenic formations of southern coastal Perú». *II International Symposium on Andean Geodynamics*, Oxford, p. 437-440.
- Romeuf N., Aguirre L., Soler P., Féraud G., Jaillard E. & Ruffet G. (1995). «Middle jurassic volcanism in the northern and central Andes». *Revista Geológica de Chile*, V. 22, p. 245-259.
- Roperch P. & Carlier G., (1992). «Paleomagnetism of mesozoic rocks from the Central Andes of southern Perú: Importance of rotations in the development of the Bolivian orocline». *Journal of Geophysical Research*, v. 97, B12, pp. 17233-17249.
- Salinas, E. (1985). «Evolución paleogeográfica del sur del Perú a la luz de los métodos de análisis sedimentológicos de las series del departamento de Tacna». *Universidad Nacional San Agustín de Arequipa*, Tesis de grado, 205 p.
- Sánchez, A.W. (1983). «Nuevos datos K-Ar en algunas rocas del Perú». *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 71, p. 193-202.
- Sánchez A. y Martínez W. (2002). «Nuevos datos geocronológicos (K/Ar) y geoquímicos, rocas ígneas meso-cenozoicas en la Cordillera de los Andes Sur del Perú». *Vol. Resúmenes del XI Congreso Peruano de Geología*, p. 28.
- Sempere T., Carlier G., Soler P., Fornari M., Carlotto V., Jacay J., Arispe O., Néraudeau, Cárdenas J., Rosas S., Jiménez N. (2002). «Late permien-

middle jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, its bearing on Andean-age tectonics». *Tectonophysics*, Vol. 345, pp. 153-181.

Stewart, J.W., Evernden, J.F., Snelling, N.J. (1974). «Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey». *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, pp. 1107-1116.

Tosdal R. M., Farrar E., Clark A. (1981). «K-Ar geochronology of the late cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, Southernmost Peru». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 10, pp. 157-173.

Vatín N. Perignon, Vivier G., Sebrier M. et Fornari M. (1982). «Les derniers evenements andins marques por le volcanisme cenozoique de la cordillera occidentale sud peruvienne et de son piemont pacifique entre 15° 45' et 18° S». *Bulletin de la Societe Geologique de France*. T. XXIV (3), pp. 649-650.

Vicente J.-C. (1981). «Elementos de la estratigrafía mesozoica Sur-Perúana». In W. Volkheimer & E.A. Musacchio (eds.), *Cuencas sedimentarias del*

jurásico y cretácico de América del Sur. Comité sudamericano del jurásico y cretácico, Buenos Aires, v. 1, pp. 319-351.

Wasteneys, A.H., Clark, A.H., Farrar, E., Langridge, R.J. (1995). «Grenvillian granulite facies metamorphism in the Arequipa massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link». *Earth and planetary science letters*, v. 132, pp. 63-73.

Wilson J y García W. (1962). «Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca». Bol. N° 4, *Comisión Carta Geológica Nacional*, p. 82.

Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., Wilke, H. (2000). «Geochronology (⁴⁰Ar-³⁹Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18°-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the Central Andes». *Revista Geológica de Chile*, v. 27 (02), pp. 205-240.

Zimmerman J. L. & Khien A. (1983). «Déterminations par la méthode K/Ar de l'âge des intrusions et des mineralisations associées dans le porphyre cuprifère de Quellaveco (Sud Ouestdu Pérou)». *Mineral deposita*, 18, pp. 207-213.

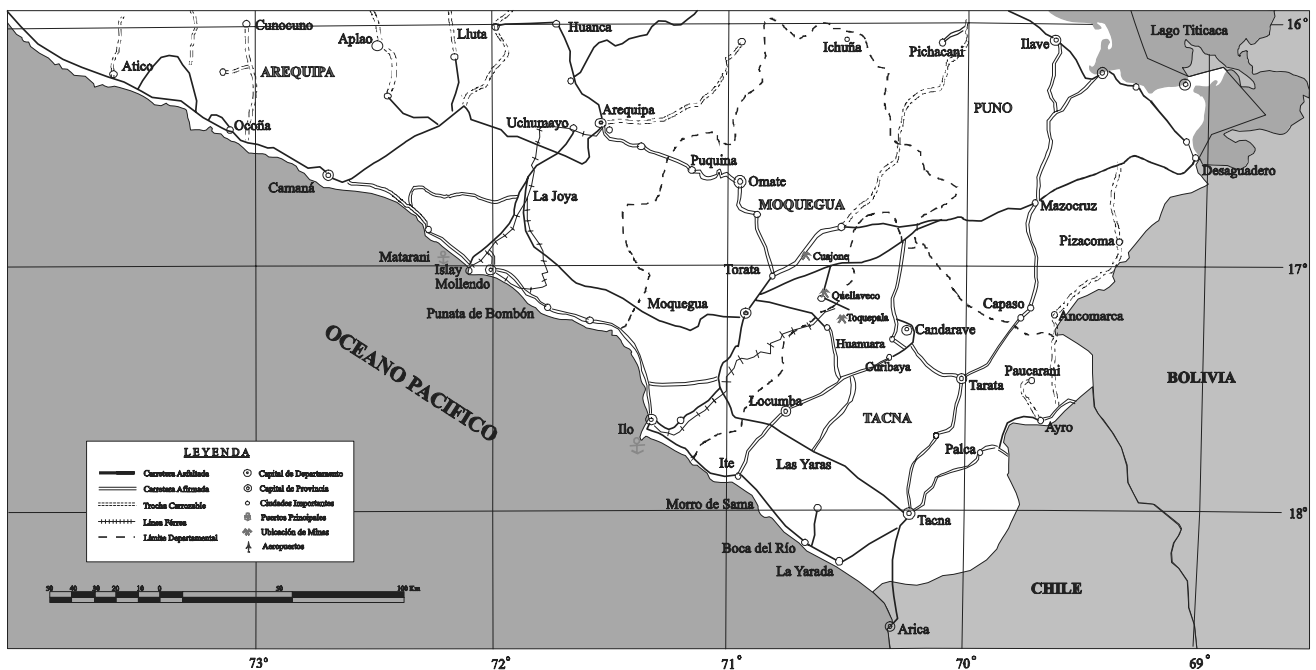
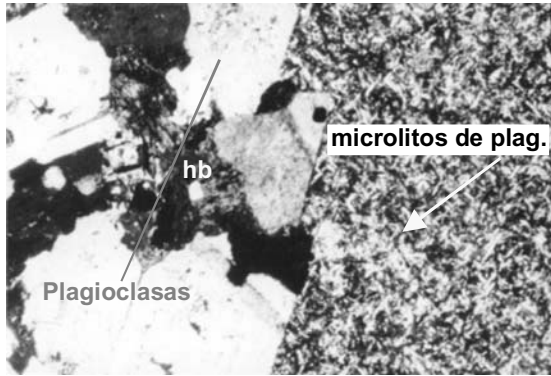
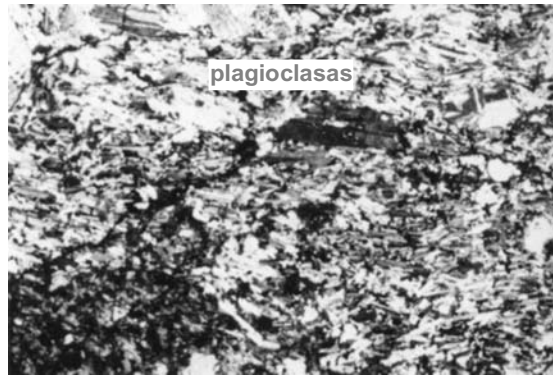


Fig. 1. Mapa de Ubicación y Accesibilidad de la zona de estudio.



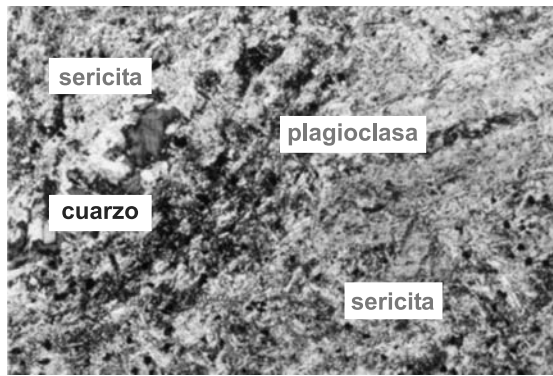
Muestra: Ch-01



Muestra: Ch-03



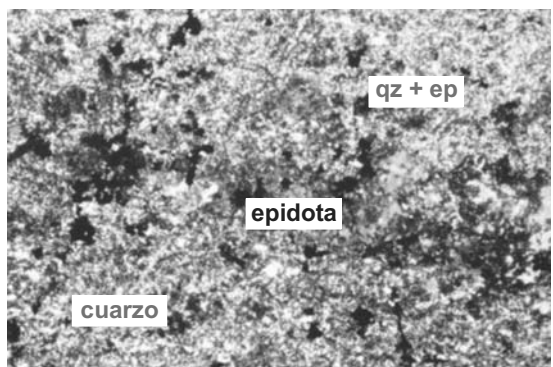
Muestra: Ch-04



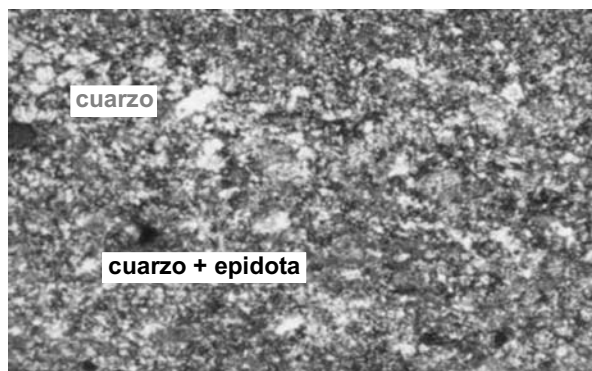
Muestra: Ch-05



Muestra: Ch-06



Muestra: Gn-01



Muestra: Gn-02a

Fig. 2 Muestras de facies petrográfica correspondientes al Formación Chocolate (Ch) y a la Formación Guaneros (Gn).

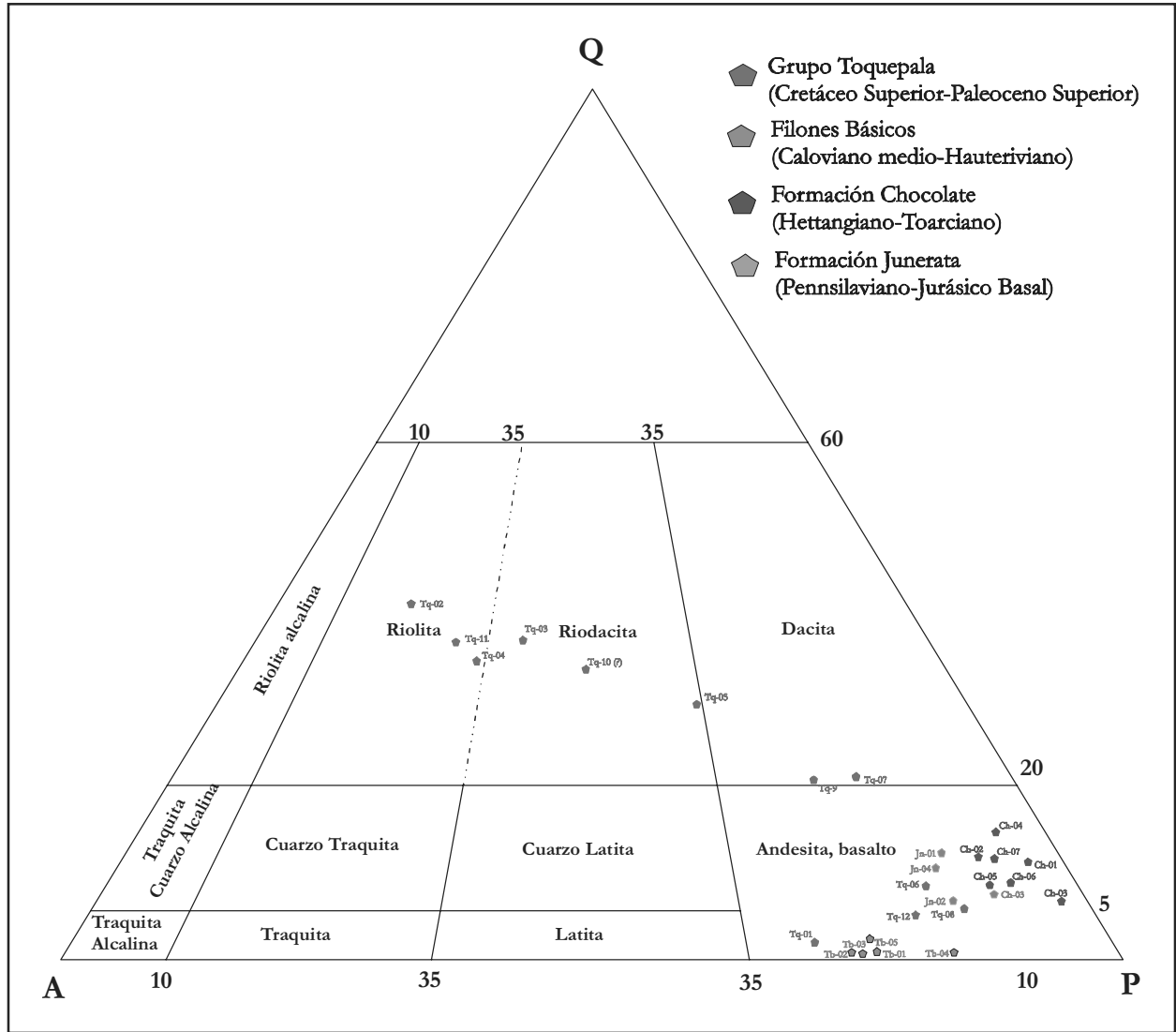


Fig. 3. Ploteo de algunas rocas mesozoicas-cenozoicas de origen volcánico al Sur de Perú en el Diagrama de Streckeisen A-Q-P (según IUGS, 1974).